Petrology

E-ISSN: 2322-2182

12th Year, No. 46, Summer 2021, pp. 23-42

Received: 3 January 2021, Accepted: 3 April 2021

Petrology

Research Article

Devonian basaltic magmatism of Central Alborz: An evidence for Paleo-Tethys rifting

Amir Ali Tabbakh Shabani*, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran
aatshabani@khu.ac.ir

Morteza Delavari Kooshan, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran
delavari@khu.ac.ir

Zahra Abdoli Arbat, Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran
novinsystems@yahoo.com

Abstract

In the north east of Tehran province and in the Central Alborz zone, a thick basaltic horizon occurs at the boundary of Jeiroud and Mobarak Formations near the Jeiroud village and Darbandsar and Garmabdar areas, indicating a nonconformity boundary of Devonian- Carboniferous in this region. The rock horizon comprises basalt, trachybasalt and trachyandesite representing dominantly porphyry texture and diabase as feeding dike with ophitic and subophitic textures; all displaying alkaline sodic nature. Both Chondrite- normalized rare earth element (REE) patterns enriched in LREE with respect to HREE and normalized to primitive mantle spider diagram are similar to those of oceanic island basalts (OIB). The studied samples plot in within plate basaltic field in the tectonic discrimination diagrams of basalts. Trace element and some major element contents show low degree partial melting (< 10%) of a deep (90- 110 km) garnet-bearing mantle source. As the basaltic samples of Garmabdar area geochemically show intra- plate tectonomagmatic setting it seems that during the late Devonian (and earlier times), Alborz has been as a passive continental margin in the southern border of Paleo-Tethys and its magmatism was more probably affected by extensional tectonism or mantle plume activity related to earlier stages of Neo-Tethys ocean development.

Key words: alkaline basalt, Devonian, Jeiroud formation, Garmabdar, Central Alborz

* Corresponding author

2322-2182/ © 2021 The Authors. Published by University of Isfahan
This is an open access article under the CC-BY-NC-ND 4.0 License (https://creativecommons.org/licenses BY-NC-ND 4.0)

10.22108/ijp.2021.126782.1215

20.1001.1.22285210.1400.12.2.2.5

پتـــــــرولوژی
شاپا الکترونیکی: 2182-2322
سال دوازدهم، شماره چهل و ششم، تابستان 1400، ص. 23-42
تاریخ دریافت: 1399/10/14، تاریخ پذیرش: 1400/01/14

Petrology

مقالهٔ پژوهشی

ماگماتیسم بازالتی دونین البرز مرکزی شاهدی بر کافت‌زایی پالئوتتیس

امیرعلی طباخ‌شعبانی*، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران
aatshabani@khu.ac.ir
مرتضی دلاوری‌کوشان، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران
delavari@khu.ac.ir
زهرا عبدلی‌اربط، گروه زمین‌شیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران
novinsystems@yahoo.com

چکیده
در شمال‌خاوری استان تهران و در پهنهٔ البرز مرکزی در مرز سازند جیرود با سازند مبارک در اطراف دهکده جیرود و در نواحی دربندسر تا گرمابدر، افق ضخیم بازالتی رخنمون دارد که نشان‌دهندهٔ مرز ناپیوسته دونین-کربونیفر در این منطقه است. این افق سنگی شامل تناوبی از روانه‌های بازالت، تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت با بافت غالب پورفیری و دیاباز با بافت افیتیک و ساب‌افیتیک به‌شکل دایک‌های تغذیه‌کننده است که سرشت آلکالن سدیک نشان می‌دهند. در نمودارهای عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت، یک کاهش تدریجی از سوی عنصرهای خاکی کمیاب سبک به سوی خاکی کمیاب سنگین دیده می‌شود. افزون‌براین، در نمودار عنکبوتی بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه، الگوی نمونه‌های بررسی‌شده همانند الگوی مذاب‌های برخاسته از خاستگاه بازالت‌های جزیره‌های اقیانوسی است. نمونه‌های بررسی‌شده در نمودارهای تمایز زمین‌ساختی در قلمرو بازالت‌های درون‌ورقهٔ قاره‌ای جای می‌گیرند. نتایج تعیین عنصرهای کمیاب و همچنین، برخی عنصرهای اصلی نشان‌دهندهٔ ذوب‌بخشی کمتر از 10 درصدِ خاستگاهی گارنت‌لرزولیتی با خاستگاه ستون گوشته‌ای در حال صعود در ژرفای نزدیک به 90 تا 110 کیلومتری است. برپایهٔ داده‌های زمین‌شیمیایی گمان می‌رود بازالت‌های گرمابدر در زمان دونین پسین (و زمان‌های پیش از آن) در حاشیه‌ای غیرفعال در امتداد مرز جنوبی پالئوتتیس متأثر از زمین‌ساخت کششی و یا فعالیت ستون گوشته‌ای پدید آمده باشند.

واژه‌های کلیدی: بازالت، زمین‌شیمی، سازند جیرود، دونین، گرمابدر، البرز

مقدمه
فعالیت‌های ماگمایی پالئوزوییک ایران که به سه فاز کششی اردوویسین-سیلورین، دونین، کربونیفر و پرمین نسبت داده‌می‌شوند نشان‌دهندهٔ شکسته‌شدن سکوی اپی‌کاتانگایی ایران هستند (Stampfli, 1978). ماگماتیسم پالئوزوییک از مباحث مهم در زمین‌شناسی ایران است که بررسی آن گویای ارتباط آنها با گسترش پوستهٔ اقیانوسی پالئوتتیس است.
رخنمون سنگ‌های آتشفشانی که بیشتر سرشت

* نویسندهٔ مسئول

2322-2182/ © 2021 The Authors. Published by University of Isfahan
This is an open access article under the CC-BY-NC-ND 4.0 License (https://creativecommons.org/licenses BY-NC-ND 4.0)

10.22108/ijp.2021.126782.1215
20.1001.1.22285210.1400.12.2.2.5

آلکالن و بازهٔ سنی اردویسین تا پرمین دارند عبارتند از: بازالت‌های سلطان‌میدان (Ghasemi and Kazemi, 2013; Ghasemi *et al.*, 2012; Derakhshi and Ghasemi, 2013; Derakhshi and Ghasemi, 2015; Derakhshi *et al.*, 2017)، رباط قره‌بیل، جاجرم و اسفراین (Fathi, 1999)، شیرگشت (Derakhshi and Ghasemi, 2014)، سه کاشان (Ayati *et al.*, 2011)، ترود (Houshmand-Zadeh *et al.*, 1978)، جنوب بجنورد (Fathi, 1999)، جهق (Tabatabaimanesh *et al.*, 2009)، جنوب بهاباد (Balaghi *et al.*, 2010)، شمال شاهرود (Derakhshi and Ghasemi, 2014)، پل خاوند (Torabi and Hashemi, 2010)، سیاه‌بیشه (Delavari *et al.*, 2016)، منطقهٔ جلفا (Delavari *et al.*, 2019)، جلال‌آباد کرمان (Vesali *et al.*, 2018)، منطقهٔ ماکو (Valinasab Zarnagh *et al.*, 2020). در شمال‌خاوری تهران، در نزدیکی دهکدهٔ جیرود، سنگ‌های پالئوزوییک شامل سازندهای جیرود و مبارک هستند و با افق ضخیم بازالتی تیره‌رنگ شناخته می‌شوند که نشان‌دهندهٔ مرز ناپیوسته دونین- کربونیفر است (Hashemi and Tabe, 2009). ماگماتیسم اردویسین میانی تا دونین در البرز و بسیاری از بخش‌های ایران مرکزی محصول مراحل کافت‌زایی پوستهٔ اقیانوس پالئوتتیس تفسیر شده است (Ghasemi and Derakhshi, 2008; Bagheri and Stampfli, 2008; Balaghi *et al.*, 2010; Ghasemi *et al.*, 2012; Ghasemi and Kazemi, 2013; Derakhshi and Ghasemi, 2013). ازاین‌رو، برای شناخت جایگاه تکتونوماگمایی البرز مرکزی در زمان دونین، سنگ‌های آتشفشانی بخش بالایی سازند جیرود در برش چینه‌شناسی الگوی آن واقع در منطقهٔ گرمابدر (35 کیلومتری شمال‌خاوری تهران) از دیدگاه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و خاستگاه بررسی شدند.

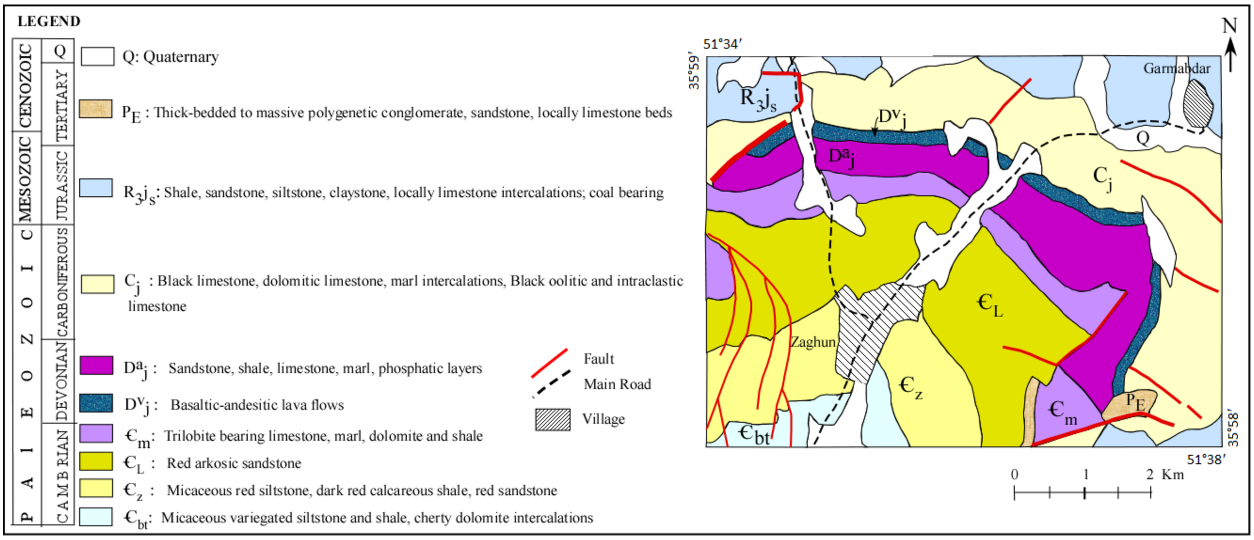
زمین‌شناسی منطقه

منطقهٔ گرمابدر در شمال‌خاوری استان تهران در مختصات طول جغرافیایی $51°34'$ تا $51°38'$ خاوری و عرض جغرافیایی $35°58'$ تا $35°59'$ شمالی، در دامنهٔ جنوبی البرز مرکزی و در 35 کیلومتری شمال‌خاوری تهران جای دارد (شکل 1) و بخشی از نقشه‌های زمین‌شناسی 1/250000 تهران (Haghipour *et al.*, 1986) و 1/100000 خاور تهران (Vahdati Daneshmand, 1997) را دربر گرفته است. این منطقه بخشی از برش الگوی سازند جیرود است. نهشته‌های سازند جیرود در منطقهٔ گرمابدر تناوبی از ماسه‌سنگ، کوارتزیت، همراه با میان‌لایه‌های نازک شیل خاکستری سیاه‌رنگ و سپس تناوب آهک براکیوپوددار و شیل سیاه‌رنگ دارند (شکل 1).

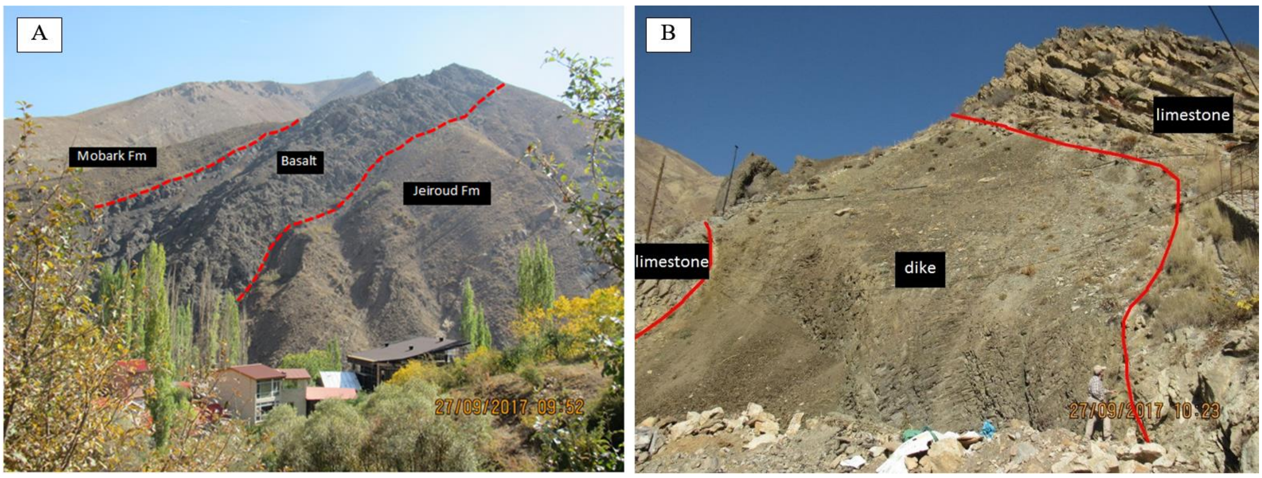
مرز زیرین سازند جیرود در این منطقه به‌صورت ناپیوستگی فرسایشی با سازند میلا است. مرز میان این سازند با سازند مبارک نیز در نزدیکی دهکدهٔ جیرود و در بخش‌های دربندسر تا گرمابدر، با افق ضخیم بازالتی تیره‌رنگی شناخته می‌شود که نشان‌دهندهٔ مرز ناپیوسته دونین- کربونیفر در منطقه است (شکل 2- A) (Hashemi and Tabe, 2009). این افق بازالتی به‌طور کلی ستبرایی نزدیک به 450 متر در بخش‌های دربندسر تا گرمابدر دارد (Vahdati Daneshmand, 1997). بخش بازالتی سازند جیرود که دربردارندهٔ تناوب‌هایی از گدازه‌های بازالتی است، روند تقریبی N120°E و شیب 30 درجه رو به شمال دارد. این تناوب‌ها نشان‌دهندهٔ استمرار و تکرار خروج مواد مذاب در چندین مرحله است و لایه‌های رسوبی ندارد. مرز زیرین این واحد با بخش‌های زیرین کاملاً مشخص است. بخش بزرگی از سازند جیرود را سنگ‌های رسوبی می‌سازند. لایهٔ بازالتی و لایه‌های کربناته سخت تا

اندازه‌ای دربرابر فرسایش مقاوم هستند و ازاین‌رو، ریخت‌شناسی صخره‌ای را پدید آورده‌اند. از دیدگاه ظاهری، این واحد در سطح به رنگ قهوه‌ای و سبز تیره است و گاه حفره‌ها و شکستگی‌هایی در آن دیده می‌شوند. در منطقهٔ بررسی‌شده، در سازند جیرود، دایکی با ترکیب دیابازی با ستبرای چشمگیر میان دو لایهٔ آهک تزریق شده است که دایک تغذیه‌کننده دانسته می‌شود (شکل 2- B).

دسترسی به این منطقه از طریق جادهٔ اصلی تهران به جیرود و جاده‌های فرعی فشم- روته- زایگون و آبنیک - گرمابدر امکان‌پذیر است. جادهٔ لشکرک- لواسان و جاده‌های فرعی لواسان- زردبند- بوجان- راحت‌آباد- امامه- میگون- روته- گرمابدر از دیگر راه‌های دسترسی به این منطقه به‌شمار می‌روند. راه فرعی رودک- سوهانک- شمیران- گرمابدر نیز از راه‌های قدیمی هستند.



شکل 1- نقشهٔ باز رسم‌شده از منطقهٔ گرمابدر، برگرفته از نقشهٔ 1:100000 خاور تهران، سازمان زمین‌شناسی کشور (Vahdati Daneshmand, 1997)



شکل 2- A) رخنمون و موقعیت افق بازالتی در میان سازند جیرود و مبارک (دید رو به خاور)؛ B) رخنمون دایک دیابازی در سازند جیرود

روش انجام پژوهش

پـــس از نمونـــه‌برداری در بررســـی‌های صـــحرایی منطقـــهٔ گرمابـــدر، مقطع‌هـــای نـــازک در آزمایشـــگاه دانشـــگاه خـــوارزمی تهیـــه شـــدند. پـــس از بررســـی مقطع‌هـــای نـــازک ســـنگ‌ها، شـــمار 10 نمونـــه بـــا کمتـــرین دگرســـانی بـــرای تجزیـــهٔ ســـنگ کـــل بـــه آزمایشـــگاه MSALABS کانـــادا فرســـتاده شـــد.

بـــرای بررســـی عنصـــرهای اصـــلی از روش آماده‌ســـازی نمونـــه‌ها بـــه روش ذوب لیتیم‌بـــورات و دســـتگاه ICP-OES و بـــرای تعیـــین عنصـــرهای کمیـــاب و خـــاکی کمیـــاب از دســـتگاه ICP-MS بهـــره گرفتـــه شـــد. داده‌هـــای به‌دســـت‌آمده از تجزیـــهٔ شـــیمیایی ســـنگ کـــل بـــه‌ترتیب در جـــدول‌های 1 و 2 آورده شده‌اند.

جدول 1- داده‌های تجزیهٔ شیمیایی اکسیدهای اصلی (برپایهٔ درصدوزنی) نمونه‌های آتشفشانی منطقهٔ گرمابدر به روش ICP-OES

Sample No.	J3	J15	J36	J1	J6	J19	J22	J24	J27	J30
Rock name	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	basalt	trachyandesite	basalt	basalt	basalt
SiO_2	47.7	48.3	48.4	49.1	49.1	49.9	60.8	50.6	50.5	50.6
TiO_2	2.8	2.4	2.0	3.0	2.8	2.6	0.5	2.5	2.5	2.2
Al_2O_3	15.2	16.5	16.1	15.2	15.2	14.8	16.0	13.9	14.2	13.7
Fe_2O_3	2.3	3.1	2.3	2.5	3.7	3.7	1.4	3.8	3.7	3.3
FeO	8.1	6.5	8.4	8.9	7.8	7.8	1.9	8.0	7.7	6.9
FeO T	10.16	9.25	10.31	10.72	10.91	11.12	3.22	11.70	11.10	9.94
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1	0.2	0.2
MgO	5.6	5.3	7.8	5.0	5.2	5.5	0.8	3.5	5.4	6.0
CaO	7.8	9.2	5.7	9.4	7.5	5.0	5.6	5.1	5.8	7.5
Na_2O	2.7	3.7	3.4	2.9	3.2	3.0	4.1	4.5	4.5	3.5
K_2O	1.4	1.5	1.4	1.2	2.7	4.0	3.4	2.0	0.9	1.7
P_2O_5	0.5	0.4	0.2	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3
LOI	3.8	4.0	4.6	2.9	2.9	3.5	6.4	5.1	4.8	3.5
Total	98.1	101.1	100.5	100.5	100.7	100.5	101.3	99.5	100.6	99.4
Mg#	50.91	51.23	58.26	46.08	46.24	47.62	32.34	36.35	47.56	52.88

جدول 2- داده‌های تجزیهٔ شیمیایی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب (برپایهٔ ppm) نمونه‌های آتشفشانی منطقهٔ گرمابدر به روش ICP-MS

Sample No.	J3	J15	J36	J1	J6	J19	J22	J24	J27	J30
Sc	27.8	30.1	28.4	30.2	30.5	31.0	30.8	29.5	30.2	32.8
V	306	279	271	325	305	334	77	301	300	292
Cr	272	131	126	44	62	39	91	43	44	99
Co	49.5	45.5	49.8	53	38.9	42	45.4	34.2	37	41.3
Ni	60.7	29.6	59.7	63.6	19.7	12.7	13.3	12.1	13.1	27.4
Ga	21.3	25.7	18.7	21.7	21.4	22.3	18.5	18.2	22.2	19.4
Rb	25.6	28.1	25	24.2	43.4	55.1	111	27.6	12	30.7
Sr	371	178	762	325	466	273	1035	144	183	383
Y	37.3	24	20.3	34.2	27.3	30.8	23.3	30	30.5	27.5
Zr	210	164	132	192	171	204	168	170	189	161
Nb	21.7	19.9	14.5	21.6	22.6	22.1	20.2	19.9	20.5	17.3
Cs	1.3	0.9	1.1	0.7	0.7	0.6	7.1	0.5	0.6	0.4
Ba	307	253	330	286	440	824	1814	305	280	330
La	25.7	23.2	13.2	23.4	26.1	26.1	77.5	24.6	31.4	18.1
Ce	56.5	48.7	31.4	51	54.9	55.8	125.1	55.9	65.7	42.3

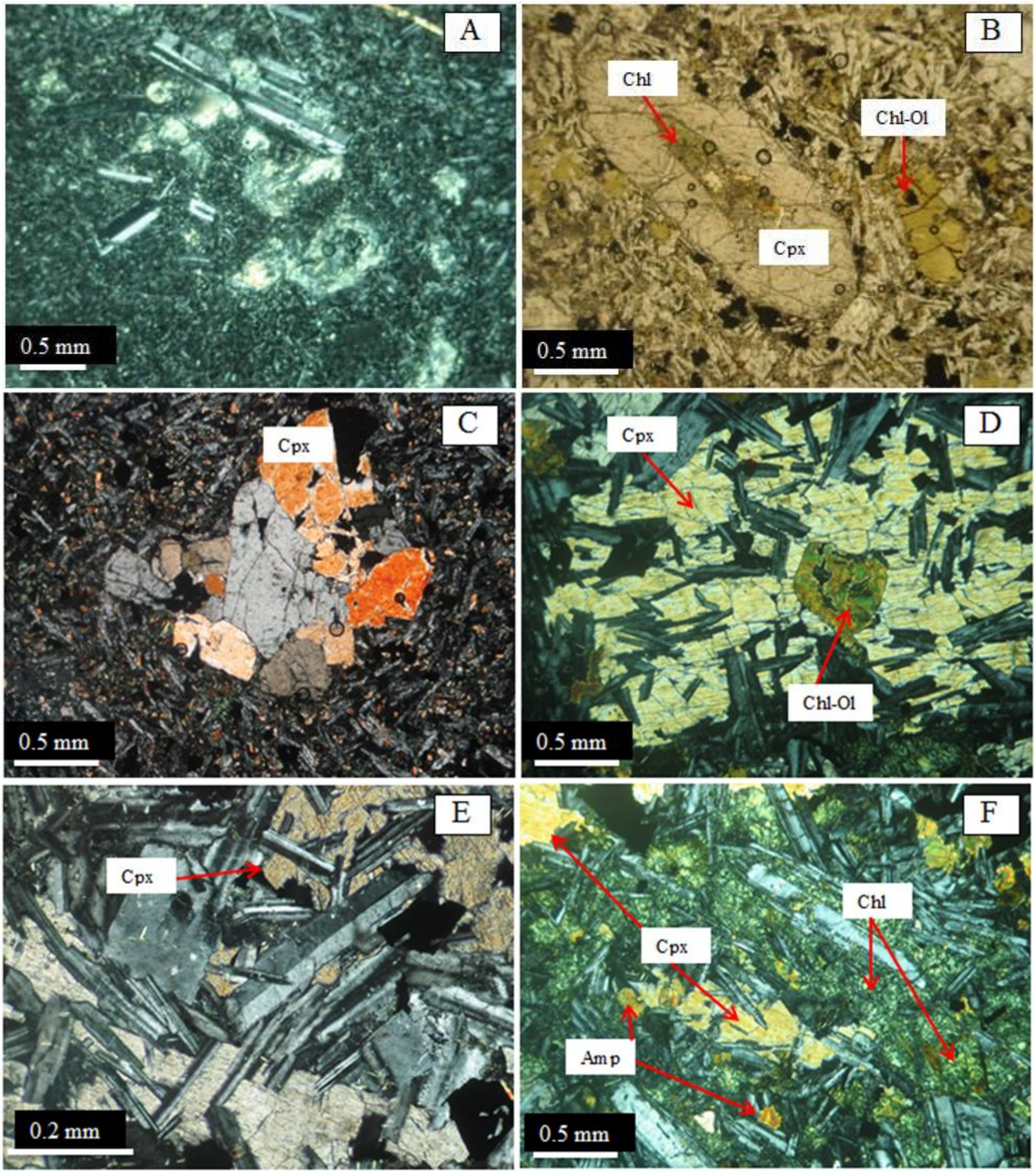
جدول 2-ادامه

Sample No.	J3	J15	J36	J1	J6	J19	J22	J24	J27	J30
Ce	56.5	48.7	31.4	51	54.9	55.8	125.1	55.9	65.7	42.3
Nd	33.3	27.0	18.7	30.9	30.8	31.5	44.7	30.0	31.7	22.7
Sm	7.6	5.9	4.5	7.3	6.7	7.2	7.4	6.8	7.0	5.4
Eu	2.6	2.0	1.8	2.4	2.3	2.1	1.8	2.2	2.3	1.8
Gd	7.6	5.7	4.7	7.4	6.4	6.8	6.5	6.8	7.1	5.6
Tb	1.2	0.8	0.7	1.1	0.9	1.0	0.8	1.0	1.0	0.9
Dy	7.0	4.8	4.1	6.6	5.5	5.8	4.0	5.7	6.0	5.1
Ho	1.4	0.9	0.8	1.3	1.1	1.1	0.8	1.1	1.1	1.0
Er	3.7	2.5	2.0	3.6	2.8	3.1	2.2	3.0	3.0	2.7
Tm	0.5	0.3	0.2	0.5	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4
Yb	3.0	2.0	1.5	2.9	2.3	2.7	2.0	2.5	2.6	2.2
Lu	0.4	0.3	0.2	0.4	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3
Hf	5.6	4.5	3.5	5.4	5.1	5.5	4.6	4.9	5.3	4.2
Ta	1.3	1.3	1.0	1.6	1.4	1.3	1.3	1.0	1.2	1.0
Th	5.4	4.4	2.0	6.7	5.7	6.6	36.2	5.5	5.6	3.3
Ti	16600	14300	11900	18100	16650	15700	3200	14700	15200	12900
U	1.1	1.0	0.3	0.9	1.1	1.6	10.1	1.3	1.2	0.9
W	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
Eu/Eu*	1.05	1.07	1.17	0.99	1.08	0.93	0.78	1.0	0.98	0.98
Nb/Y	0.63	0.66	0.63	0.71	0.67	0.85	0.72	0.83	0.83	0.58
Ce/Yb	19.2	24.4	20.4	17.6	24.1	21.1	62.6	22.3	25.7	18.9
Zr/Y	5.63	6.83	6.50	5.61	6.26	6.62	7.06	5.67	6.20	5.85
Nb/La	0.84	0.86	1.10	0.92	0.87	0.85	0.26	0.81	0.65	0.96
Ti/Y	0.04	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.01	0.05	0.05	0.05
Hf/3	1.87	1.50	1.17	1.80	1.70	1.83	1.53	1.63	1.77	1.40
Y*3	111.9	72.0	60.9	102.6	81.9	92.4	71.4	90.0	91.5	82.5

سنگ‌نگاری

نتـایج به‌دسـت‌آمده از بررسـی‌های میکروسـکوپیِ نمونه‌هـای برداشت‌شـده از منطقـه نشـان می‌دهنـد ایـن سنگ‌ها بازالت، تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت با بافت بیشتر هیالومیکرولیتیـک پـورفیری (شـکل A -3) و بافـت‌هـای فرعـی غربـالی، اینترسـرتال، گلومروپـورفیری و بـادامکی هستند. در بافت بادامکی که در برخـی از نمونـه‌هـا دیـده می‌شود، حفره‌های پدیدآمده در پی خروج گاز، با کانی‌های ثانوی کلریت، زئولیت و کلسـیت پـر شـده‌اند. همچنـین، بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک در دایک دیابازی از دیگـر بافت‌های دیده‌شده هستند.

در نمونـه‌هـای تراکی‌بازالـت، میکروفنوکریسـت‌هـای پلاژیوکلاز، الیوین، کلینوپیروکسن و سانیدین از کانی‌های اصلی سازندۀ این سنگ‌ها هستند که بـه‌همراه کانی‌هـای کدر وکانی‌های ثانویۀ کلسیت، سریسیت، کلریت و اپیدوت دیده می‌شوند. همچنـین، نمونـه‌هـای تراکی‌آنـدزیت کـه فراوانـی انـدکی نسـبت بـه بازالـت‌هـا دارنـد، بیشـتر از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز ساخته شده‌اند که در زمینـه‌ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، سانیدین و کانی‌هـای فرعـی کدر جای دارند. گمان می‌رود این فاز تفریق‌یافته بازالت‌ها باشد که کانی‌های فرومنیزین آن تفریق یافته‌اند و ازاین‌رو، بیشتر از کانی فلدسپار ساخته شده است.

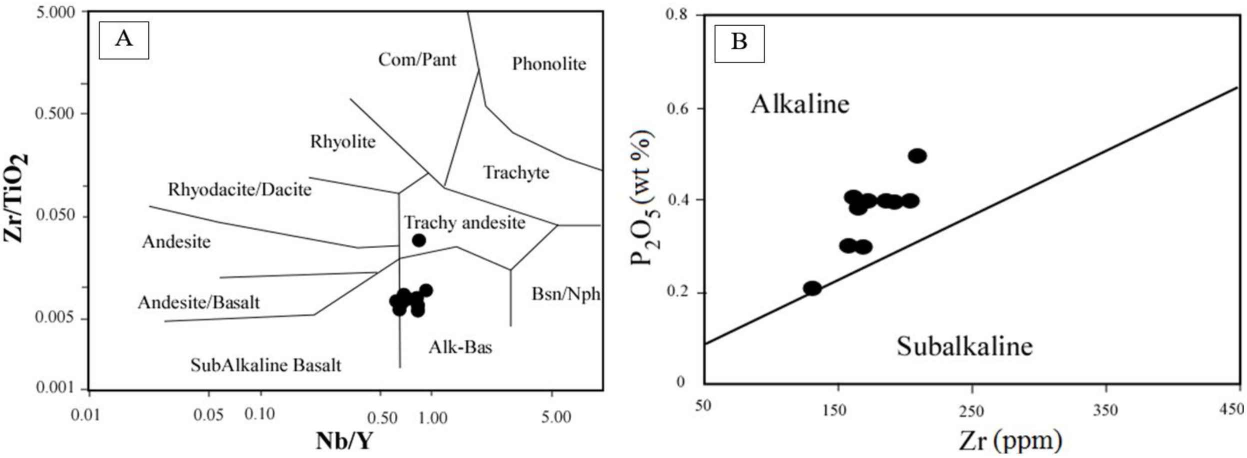


شکل 3- ویژگی‌های سنگ‌نگاری واحد بازالتی منطقهٔ گرمابدر. A) بافت هیالومیکرولیتیک همراه با میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز و سانیدین در نمونهٔ تراکی‌بازالت (در XPL)؛ B) بلور کلینوپیروکسن نیمه‌شکل‌دار با هستهٔ کلریتیشده، به‌همراه بلور الیوین کلریتی‌شده، اپیدوت و کلریت حاصل از دگرسانی زمینهٔ شیشه‌ای (در PPL)؛ C) بافت گلومروپورفیری از تجمع بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز (در XPL)؛ D) بافت افیتیک که در آن بلورهای پلاژیوکلاز در بلور پیروکسن جای قرار گرفته‌اند. همچنین، کانی الیوین کلریتی‌شده به‌صورت میانبار در فنوکریست پیروکسن پیدایش بافت پویی کیلیتیک می‌دهد (در XPL)؛ E) فضای میان بلورهای فلدسپار با کانی‌های فرومنیزین (مانند مگنتیت و کلینوپیروکسن) پر شده و بافت اینترگرانولار را پدید آورده است (در XPL)؛ F) بافت اینترگرانولار که در آن فضای میان بلورهای پلاژیوکلاز با کلریت، کلینوپیروکسن، کدر و آمفیبول پر شده است (در XPL) (نام اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010))

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی سازندهٔ سنگ‌های بررسی‌شده دانسته می‌شود. این کانی هم به‌صورت میکروفنوکریست و هم به‌صورت میکرولیت در زمینهٔ سنگ دیده می‌شود. میکروفنوکریست‌ها معمولاً بافت غربالی دارند و در بخش‌هایی به کلریت و سریسیت دگرسان شده‌اند. در برخی نمونه‌ها، فضای میان میکروفنوکریست‌ها و میکرولیت‌ها با کلسیت، اپیدوت و کلریت ثانوی پر شده و بافت اینترسرتال پدید آمده است. کلینوپیروکسن به‌صورت میکروفنوکریست و گاه بلورهای ریز در زمینه و فضای میان میکرولیت‌ها به‌صورت سالم و نادگرسان دیده می‌شود (شکل 3- B). بافت گلومروپورفیری متشکل از خوشه‌های بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها به‌خوبی دیده می‌شود (شکل 3- C). الیوین بیشتر به‌صورت فنوکریست در این سنگ‌ها یافت می‌شود و معمولاً به‌صورت سودومورف با کلریت جایگزین شده است (شکل 3- B). سانیدین نیز که در نمونه‌های تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت دیده می‌شود، به‌صورت شکل‌دار و با ماکل کارلسباد دیده می‌شود (شکل 3- A). خمیرهٔ این سنگ‌ها نیز بیشتر از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر از پیروکسن و کانی‌های کدر ساخته شده است. نمونه‌های دیاباز در بررسی‌های میکروسکوپی دربردارندهٔ کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های فرعی الیوین و آمفیبول به‌همراه کانی‌های کدر و کانی‌های ثانویهٔ پدیدآمده از دگرسانی (مانند کلریت) هستند. بافت افتیک تا ساب‌افیتیک و گاه بافت پویی‌کیلیتیک و اینترگرانولار از ویژگی‌های بافتی این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند (شکل‌های 3- D، 3- E و 3- F).

زمین‌شیمی

داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیهٔ شیمیایی نمونه‌های برگزیدهٔ سنگ‌های منطقهٔ گرمابدر در جدول‌های 1 و 2 آورده شده‌اند. همان‌گونه‌که در جدول 1 دیده می‌شود، درصدوزنی LOI در نمونه‌های بررسی‌شده برابربا 2/9 تا 6/4 درصدوزنی است که نشان‌دهندهٔ تأثیر دگرسانی کمابیش بالا در برخی نمونه‌هاست، ازاین‌رو، برای پرهیز از خطای تأثیر هوازدگی و دگرسانی که باعث تغییر مقدار عنصرهای اصلی متحرک می‌شود، از نمودار پیشنهادیِ Winchester و Floyd (1977) برای رده‌بندی نمونه‌های منطقه بهره گرفته شد. برپایهٔ نمودار Nb/Y دربرابر Zr/TiO_2 (شکل 4- A)، بیشتر نمونه‌های بررسی‌شده در محدودهٔ آلکالی‌بازالت جای دارند. یک نمونه نیز در محدودهٔ تراکی‌آندزیت جای گرفته است که با بررسی‌های سنگ‌نگاری همخوانی دارد.



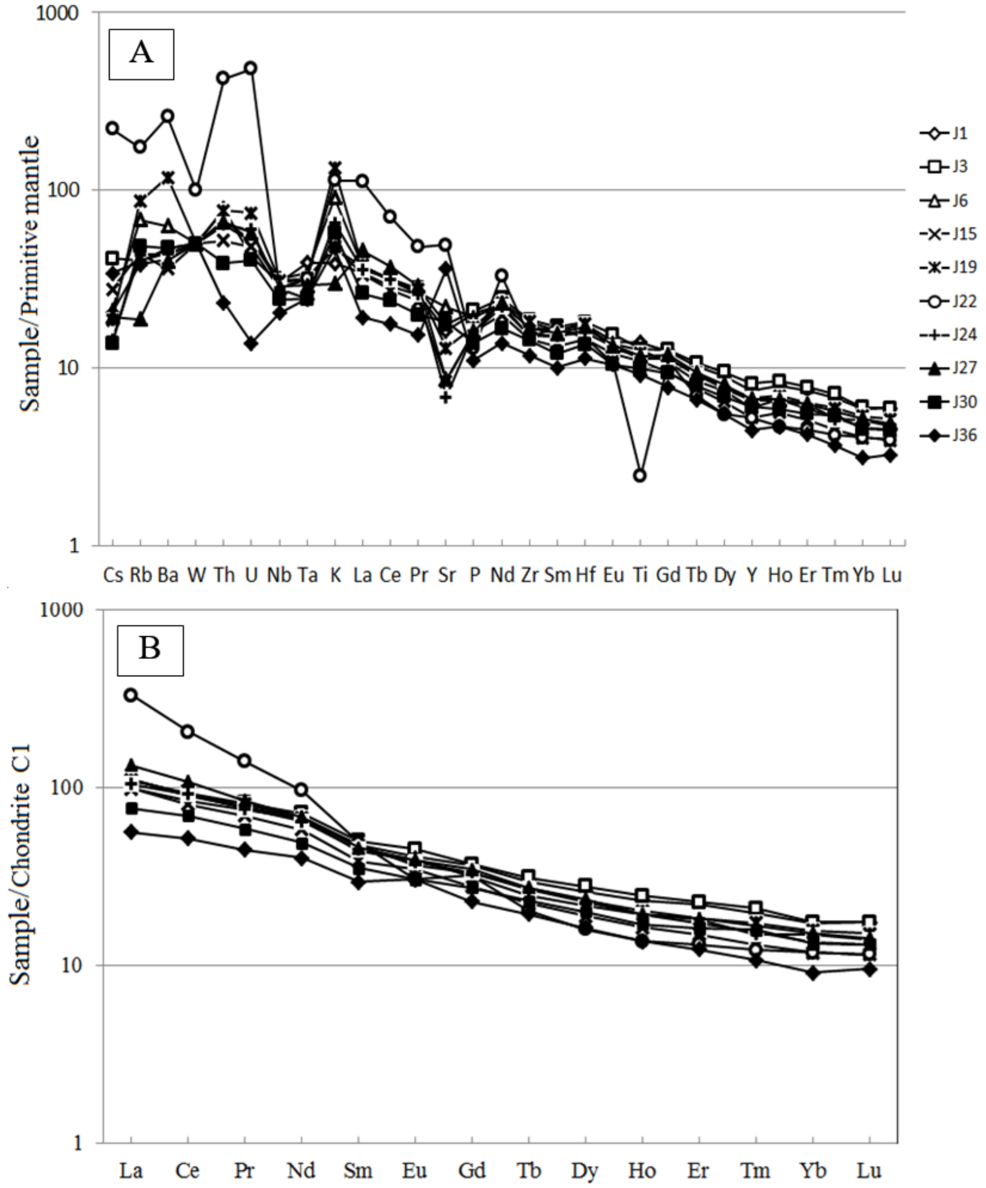
شکل 4- ترکیب نمونه‌های آتشفشانی منطقهٔ گرمابدر در: A) نمودار تغییرات Nb/Y دربرابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)؛ B) نمودار Zr دربرابر P_2O_5 (Winchester and Floyd, 1977)

برای بررسی سرشت ماگمایی سنگ‌های منطقه از نمودارهای رسم‌شده برپایهٔ میزان عنصرهای کمیاب با شدت میدان بالا (HFSE[1]) استفاده شده است. در نمودار Zr دربرابر P_2O_5 نمونه‌های منطقهٔ گرمابدر سرشت آلکالن نشان می‌دهند (شکل 4- B).

در نمودار چندعنصری بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (Sun and McDonough, 1989) (شکل 5- A)، نمونه‌ها از عنصرهای لیتوفیل یون بزرگ (مانند: Cs، Rb، Ba، K) و عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE[2])، نسبت به عنصرهای با قدرت میدان بالا (HFSE) و عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE[3]) غنی شده‌اند؛ اما دچار تهی‌شدگی Nb و Ta شده‌اند که شاید نشان‌دهندهٔ آلودگی پوسته‌ای باشد. آنومالی منفی تیتانیم در نمونهٔ تراکی‌آندزیت (نمونهٔ J22) به‌علت فاز تفریق‌یافتهٔ تیتانومگنتیت است. نمونهٔ J36 نسبت به دیگر نمونه‌ها دچار تحول‌یافتگی کمتری شده است و مقدار U و Th کم و مقدار Sr بالایی دارد (پلاژیوکلاز کمتر تفریق‌یافته است). به باور Rollinson (1993) آنومالی منفی Nb ویژگیِ سنگ‌های قاره‌ای است و امکان دارد نشان‌دهندهٔ شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد (شکل 5- A). برپایهٔ نمودار الگوی توزیع عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough 1989) (شکل 5- B)، نمونه‌های منطقه از عنصرهای خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عنصرهای خاکی کمیاب سنگین (HREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

میزان کم HREEها نسبت به LREEها چه‌بسا پیامد ذوب‌بخشی درجه پایین خاستگاه گوشته‌ای و آلودگی ماگما با پوسته (Srivastava and Singh, 2004)، یا به‌جاماندن گارنت در سنگ خاستگاه (Clague and Frey, 1982; Rollinson, 1993; MacDonald *et al.*, 2000)، باشد. تحرک عنصرهای LREE بالاست؛ ازاین‌رو، غلظت آنها تابعی از نوع رفتار فاز سیال است (Rollinson, 1993)؛ اما ازآنجایی‌که این عنصرها در پوستهٔ قاره‌ای متمرکز شده‌اند شاید غلظت بالای آنها در ماگما نشان‌دهندهٔ آلایش با مواد پوسته‌ای باشد (Srivastava and Singh, 2004). غلظت عنصرهای HREE را شیمی سنگ خاستگاه و فرایندهای بلور/ مذاب هنگام پیدایش سنگ کنترل می‌کنند (Rollinson, 1993). در شکل 5- B، روند نمونه‌های گوناگون کمابیش همانند و موازی یکدیگر هستند. موازی‌بودن الگوی عنصرها در سنگ‌های منطقه در این نمودار نشان‌دهندهٔ خاستگاه یکسان این سنگ‌هاست (Wilson, 1989). گاه عنصر Eu در جایگاهی بیرون از روندی دیده می‌شود که دیگر عنصرها در نمودار REE برای آن تعیین می‌کنند و چه‌بسا یک آنومالی واقعی را نیز نشان دهد. نمونهٔ J22 (تراکی‌آندزیت) فازی تفریق‌یافته است و ازاین‌رو، عنصرهای LREE در آن بیشتر تمرکز یافته‌اند؛ اما نمونهٔ J36 در میان دیگر نمونه‌ها کمتر تحول‌یافته است (شکل 5- B). داده‌های جدول 2 نشان می‌دهند نسبت Eu/Eu* برای همهٔ نمونه‌ها نزدیک به یک و تنها برای نمونهٔ J22 این نسبت 0/78 است که نشانهٔ آنومالی منفی Eu در این نمونه است. نبود آنومالی مثبت یا منفی Eu بدین مفهوم است که ترکیب شیمی نمونه‌ها تحت‌تأثیر جدایش یا تجمع بلورهای پلاژیوکلاز نبوده است. آنومالی منفی Ti تنها در نمونهٔ تفریق‌یافتهٔ تراکی‌آندزیت دیده می‌شود و پیامد جدایش بلورهای تیتانومگنتیت دانسته می‌شود.

[1] high field strength elements
[2] light rare earth elements
[3] heavy rare earth elements



شکل 5- ترکیب نمونه‌های آتشفشانی منطقهٔ گرمابدر در: A) الگوی عنکبوتی عنصرها بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ B) الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت (Sun and McDonough, 1989)

بحث

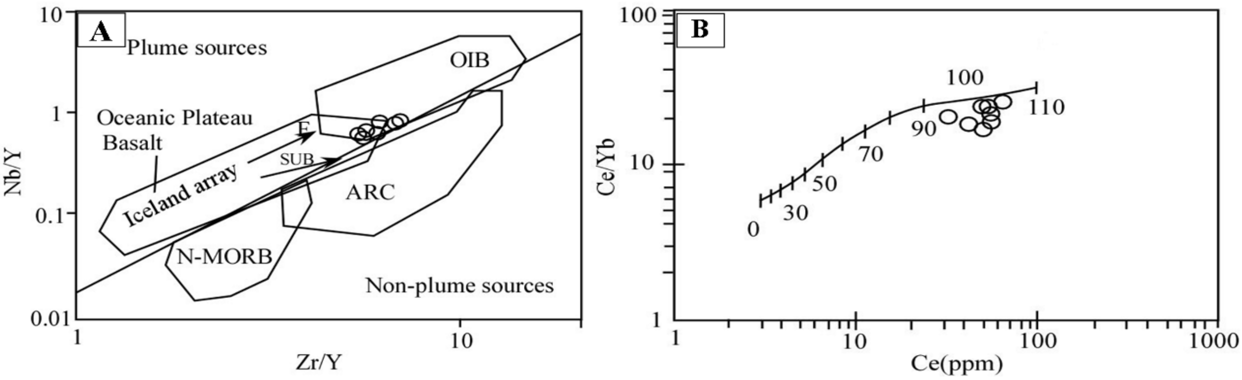
ویژگی‌های خاستگاه و محیط پیدایش

برای توصیف خاستگاه گوشته‌ای بازالت‌های گرمابدر، از نسبت‌های عنصرهای ناسازگار (مانند: Nb/Th، Zr/Nb، Zr/Y و Nb/Y) بهره گرفته می‌شود (Condie, 2003, 2005). (شکل 6- A). در نمودار Zr/Y دربرابر Nb/Y (Condie, 2005, 2003; Fitton, 2007)، نمونه‌های گرمابدر در محدودهٔ بازالت‌های OIB[4] جای گرفته‌اند که گویای شباهت آنها به بازالت‌های جزایر اقیانوسی است. افزون‌بر این، بالابودن مقدار نسبت‌های Nb/Y و Zr/Y، خاستگاه‌گرفتن نمونه‌های منطقه از یک پلوم گوشته‌ای را پیشنهاد می‌کند (Condie, 2005; Fitton, 2007).

با توجه به بالابودن نسبت Ce/Yb در نمودار Ce

[4] Oceanic island basalt

دربرابـــر Ce/Yb (شـــکل 6- B)، همـــۀ نمونـــه‌هـــای آتشفشـانی گرمابـدر ژرفـای 90 تـا 110 کیلـومتری را بـرای خاسـتگاه خـود نشـان می‌دهنـد. افزون‌بـر ایـن نسبت‌های کم Ce/Yb در بازالـت‌هـا نشـان‌دهندۀ درجـۀ ذوب‌بخشی بـالا و وجـود اسـپینل در فـاز بجامانـده اسـت و نســبت‌هــای بــالای Ce/Yb (>10) نشــان‌دهندۀ درجۀ ذوب‌بخشـی کـم و وجـود گارنـت در فـاز بجامانـده اســت (Mattsson and Oskarsson, 2005). ایــن نسـبت در سـنگ‌هـای گرمابـدر بالاسـت (17/58 تـا 62/55) و ازایـــن‌رو، نشـــان‌دهندۀ درجـــۀ ذوب‌بخشـــی کـم و وجـود گارنـت بـه‌عنوان فـاز بجامانـده در خاسـتگاه گوشته‌ای است (شکل 6- B).



شکل 6- ترکیب نمونه‌های آتشفشانی منطقۀ گرمابدر در: A) نمودار نسبت Zr/Y دربرابر Nb/Y (Fitton, 2007) (روند F: درجات ذوب‌بخشی؛ روند SUB: اثرات فرورانش) (OIB: Ocean Island Basalts; N-MORB: Normal Mid-Ocean Ridge Basalt)؛ B) نمودار Ce دربرابر Ce/Yb (Ellam, 1992)

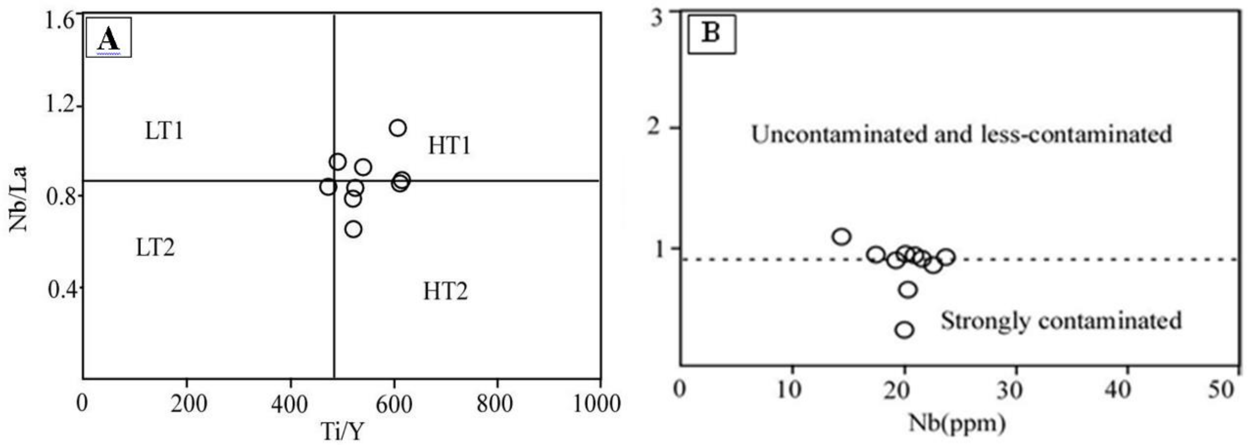
Xia و همکاران (2012) ماگماهای بـازالتی را برپایـۀ نسبت‌های Ti/Y به دو نوع اصلی دسته‌بندی کرده‌اند:

- بازالت‌های با نسبت بالای Ti/Y (Ti/Y>500)؛
- بازالت‌های با نسبت کم Ti/Y (Ti/Y<500).

بــه پیشـنهاد Peate و همکـاران (1992)، از نسـبت Ti/Y می‌توان برای تمایز ماگماها بهره گرفت؛ زیـرا ایـن نسـبت در طـول فراینـد جـدایش بلـوری چنـدان تغییـر نمی‌کنـد. همچنـین، برپایـۀ شـاخص آلایـش پوسـته‌ای (نســـبت Nb/La)، گـــدازه‌هـــای HT بـــه انـــواع HT1=Nb/La>0/85 و HT2=Nb/La<0/85 با نسـبت (Ti/Y>500)، گـــدازه‌هـــای LT بـــه انـــواع LT1=Nb/La>0/85 و LT2=Nb/La<0/85 بـا نسـبت (Ti/Y<500) دسـته‌بندی می‌شـوند. بـر ایـن پایـه، نمونه‌های گرمابـدر در محـدودۀ HT (در محـدودۀ HT1 و HT2) جـای گرفته‌انـد (شـکل 7- A) کـه خاسـتگاه گارنـت‌دار مـذاب در ژرفـای بسیار (Reichow *et al.*, 2005) را نشان می‌دهد. همچنین، ایـن نمـودار خاسـتگاه پلوم با درجات ذوب‌بخشی کم را نشان می‌دهـد. محـدودۀ LT نشان‌دهندۀ ذوب با درجـات بیشـتر در ژرفـای کمتـر است.

سنگ‌های بازالتی پدیدآمده از خاستگاه سسـت‌کره‌ایِ آلوده‌نشـده (یـا پلـوم) معمـولاً الگوهـای REE مسـطح و غنی‌شدگی LREEs دارند و آنومالی منفـی Nb، Ta و Ti نشان نمی‌دهنـد (Campbell, 2001). نسـبت Nb/La در بازالـت‌هـای قـاره‌ای آلوده‌نشـده یـا کمتـر آلوده‌شـده بـا پوسـته، بیشـتر از 0/9 و در بازالـت‌هـای قـاره‌ای بسـیار آلوده‌شـده کمتـر از 0/9 اسـت (Xia *et al.*, 2012). ایـن نسـبت در بیشـتر نمونـه‌هـای گرمابـدر برابربـا 0/81 تـا 1/10 اسـت (جـدول 2). در حقیقـت، بیشـتر از نیمـی از آنها مقداری کمتر از 0/9 دارند که نشـانۀ آلـودگی مـذاب سـازندۀ آنهـا بـا پوسـته اسـت. همچنـین، در نمونـۀ J22 (تراکی‌آنـدزیت) کـه سـنگی بشـدت تحـول یافتـه اسـت

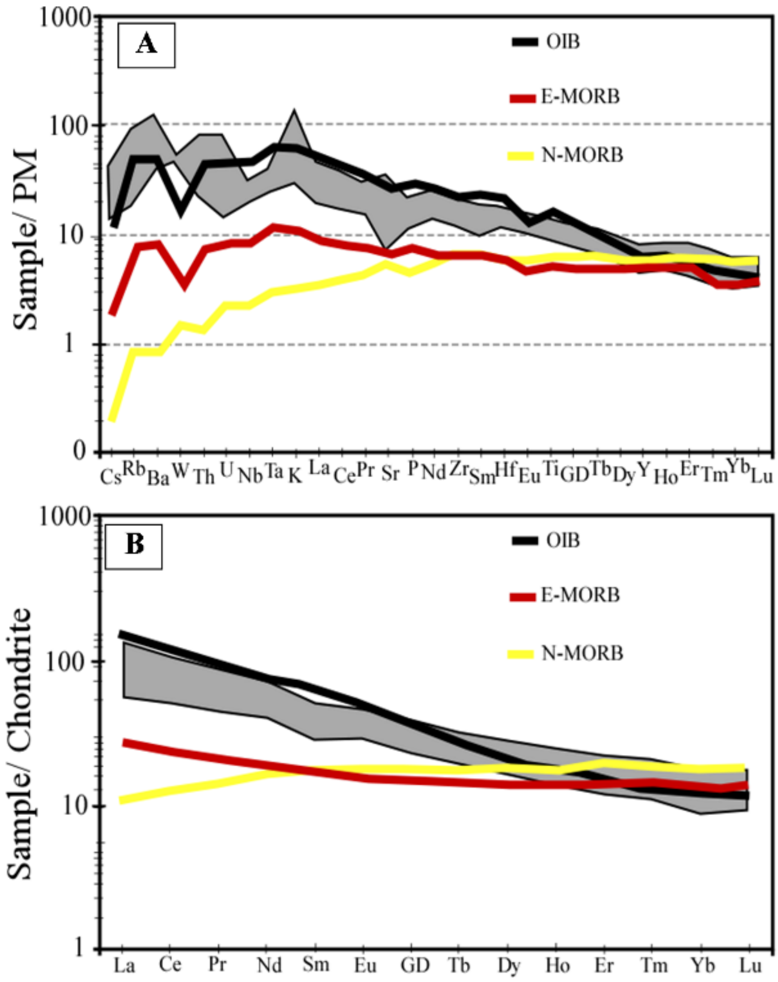
نسبت Nb/La بسیار کم (0/26) است.



شکل 7- ترکیب نمونه‌های آتشفشانی منطقهٔ گرمابدر در: A) نمودار Ti/Y دربرابر Nb/La (Xia *et al.*, 2012) (LT1 and LT2: low titanium basalts; HT1 amd HT2: high titanium basalts)؛ B) نسبت Nb دربرابر Nb/La (Xia *et al.*, 2012)

همچنـــین، بـــرای تعیـــین آلایـــش پوســـته‌ای از نســـبت‌هـــای Nb دربرابـــر Nb/La نیـــز می‌تـــوان بهـــره گرفـــت. اگـــر نســـبت Nb/La>0/9 باشـــد، نشـــان‌دهندهٔ آلـــودگی پوســـته‌ای کـــم یـــا نبـــود آلـــودگی در ماگماســـت (Xia *et al.*, 2012). آنومـــالی منفـــی عنصـــرهای Nb و Ta در نمـــودار عنکبـــوتی می‌توانـــد در ارتبـــاط بـــا آلـــودگی پوســـته‌ای باشـــد. همچنـــین، نســـبت کـــم Nb/La<0/9 نشـــان‌دهندهٔ ویژگی‌هـــای زمین‌شـــیمیایی پوســـته‌ای و یـــا آلایـــش مـــذاب پوســـته‌ای اســـت. همان‌گونه‌کـــه در شـــکل 7- B دیـــده می‌شـــود، نســـبت Nb/La در نمونـــه‌هـــای آتشفشـــانی منطقـــه برابربـــا 0/81 تـــا 1/10 متغیـــر اســـت و بیشـــتر نمونـــه‌هـــای بررسی‌شـــده آلایـــش پوســـته‌ای نـــاچیزی نشـــان می‌دهنـــد. بنـــابراین نمونـــهٔ J36 کـــه کمتـــر تحول‌یافتـــه اســـت نســـبت بیشـــتری نشـــان می‌دهـــد و بـــه گفتـــهٔ دیگـــر، آلوده‌نشـــده یـــا کمتـــر آلوده‌شـــده بـــا پوســـته اســـت؛ امـــا دو نمونـــهٔ J22 و J27 مقـــدارهای کم و آلودگی بیشتری را نشان می‌دهند.

نســـبت LREE/HREE در ســـنگ‌هـــای مافیـــک منطقـــه نشـــان می‌دهـــد ماگمـــای اولیـــه آنهـــا از ذوب‌بخشـــی درجـــات کـــم گوشـــته برخاســـته اســـت. در کـــل، غنی‌شـــدگی LREE در ایـــن ســـنگ‌هـــا پیامـــد دو عامـــلِ درجـــهٔ ذوب‌بخشـــی کـــم (<15٪) خاســـتگاه گوشـــته‌ای و خاســـتگاه گوشـــته‌ای غنی‌شـــده یـــا تهی‌نشـــده دانســـته می‌شـــود. در اینجـــا هـــر دو عامـــل را می‌تـــوان بـــرای ســـنگ‌هـــای بررسی‌شـــده در نظـــر گرفـــت. تهی‌شـــدگی ســـنگ‌هـــا از HREE حضـــور گارنـــت در خاســـتگاه را نشـــان می‌دهـــد. لـــذا ماگمـــای مـــادر ســـنگ‌هـــای بررسی‌شـــده از ذوب‌بخشـــی درجـــات پـــایین خاســـتگاهی گارنـــت- پریـــدوتیتی در اعمـــاق بســـیار (100 کیلـــومتری) گوشـــتهٔ زیـــر قـــاره‌ای خاســـتگاه گرفتـــه اســـت. در نمـــودار عنکبـــوتی عنصـــرهای کمیـــاب بهنجارشـــده بـــه ترکیـــب گوشـــتهٔ اولیـــه، الگـــوی نمونـــه‌هـــای بررسی‌شـــده بـــا الگـــوی ســـه نـــوع بازالـــت OIB، E-MORB و N-MORB مقایســـه شـــده اســـت. برپایـــهٔ شـــکل 8- A، در نمونـــه‌هـــای بررسی‌شـــده، عنصـــرهای ســـمت چـــپ نمـــودار غنی‌شـــدگی دارنـــد کـــه مـــذاب‌هـــای نـــوع N-MORB و E-MORB ایـــن غنی‌شـــدگی را نشـــان نمی‌دهنـــد؛ امـــا الگـــوی عنکبـــوتی عنصـــرهای کمیـــاب نمونـــه‌هـــای بررسی‌شـــده شـــباهت بســـیاری بـــه مـــذاب‌هـــای OIB دارد. تهی‌شـــدگی در عنصـــرهای Nb و Ta در برخـــی نمونـــه‌هـــای بـــازالتی بررسی‌شـــده چه‌بســـا پیامـــد آلـــودگی پوســـته‌ای باشد.

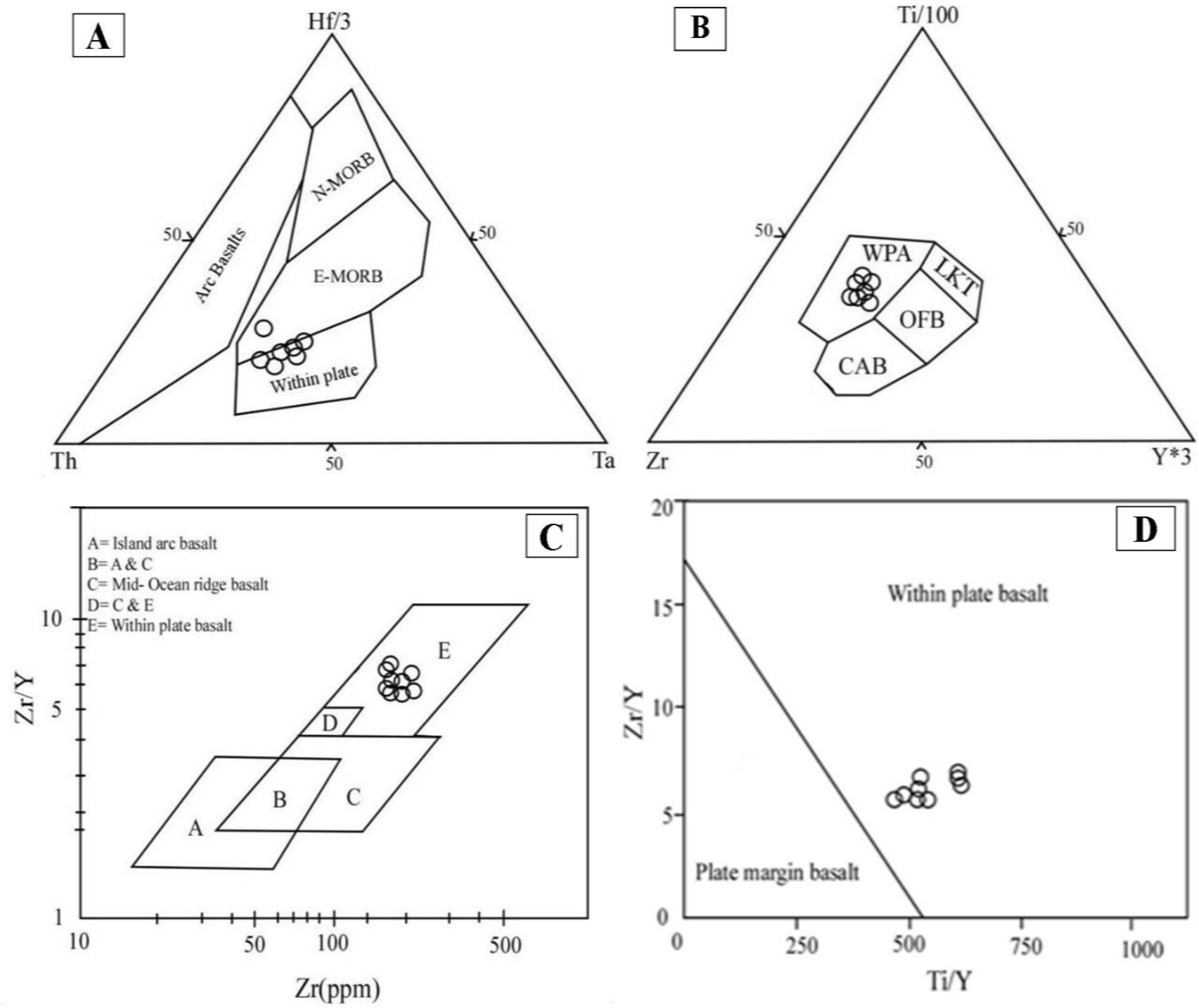


شکل 8- نمونه‌های آتشفشانی منطقهٔ گرمابدر (محدوده خاکستری رنگ) در: A) نمودار عنکبوتی عنصرها بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه؛ B) الگوی عنصرهای خاکی کمیاب سنگ‌های آتشفشانی منطقهٔ گرمابدر بهنجارشده به ترکیب کندریت (برای مقایسه الگوی ترکیب OIB، N-MORB و E-MORB (Sun and McDonough, 1989) نیز آورده شده است؛ OIB: Ocean Island Basalts; E- MORB: Enriched Mid-Ocean Ridge Basalts; N-MORB: Normal Mid Ocean Ridge Basalts)

در نمودار الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشده به ترکیب کندریت به‌خوبی همخوانی زمین‌شیمیایی میان بازالت‌های نوع OIB و بازالت‌های منطقهٔ گرمابدر دیده می‌شود (شکل 8- B)؛ اما برخلاف آن، بازالت‌های نوع N-MORB، هیچ نوع همخوانی با بازالت‌های منطقه ندارد؛ به‌گونه‌ای‌که از دیدگاه شیب الگوی عنصرهای کمیاب، نمونه‌های بازالتی منطقه با بازالت‌های نوع N-MORB کاملا عکس همدیگر هستند. این تفاوت‌ها نیز تا اندازه‌ای در بازالت‌های نوع E-MORB نیز دیده می‌شود؛ به‌گونه‌ای‌که شیب الگوی بهنجارشده (نسبت HREE/LREE) در مذاب‌های E-MORB از نمونه‌های منطقه کمتر است و چه‌بسا درصد ذوب‌بخشی کمتر و غنی‌شدگی بیشتر خاستگاه گوشته‌ای در بازالت‌های بررسی‌شده نسبت به E-MORB را نشان می‌دهد. پس به طور کلی آنچه از نمودارهای عنکبوتی و الگوی عنصرهای خاکی کمیاب برداشت می‌شود اینست که بازالت‌های بررسی‌شده از دیدگاه شیمیایی با

بازالـــــت‌هــــــای N-MORB و E-MORB تفــــــاوت دارنـــد و بـــرعکس مـــورب‌هـــا (کـــه از گوشـــته ای تهی‌شـــده و گوشـــتهٔ غنـــی (تهی‌نشـــده) زیراقیانوســـی خاســـتگاه می‌گیرنـــد)، بازالـــت‌هـــای منطقـــهٔ گرمابـــدر بایـــد از گوشـــته‌ای غنـــی (تهی‌نشـــده) زیرقـــاره‌ای و بـــا درصد ذوب‌بخشی کم خاستگاه گرفته باشد.

بـــرای شـــناخت جایگـــاه زمین‌ســـاختی پیـــدایش نمونـــه‌هـــای گرمابـــدر نمودارهـــای گونـــاگونی بـــه‌کار بـــرده شـــدند. برپایـــهٔ ایـــن نمودارهـــا، همـــهٔ نمونـــه‌هـــا در محـــدودهٔ بازالـــت‌هـــای درون‌ورقـــهٔ قـــاره‌ای جـــای می‌گیرنـــــــد (شـــــــکل‌های 9- A، 9- B، 9- C و 9- D). نســـبت Zr/Sm در بازالـــت‌هـــای درون‌ورقـــه‌ای معمـــولاً از ۲۵ بیشـــتر اســـت (Zhang *et el.*, 2012). میـــانگین ایـــن نســـبت در نمونـــه‌هـــای بررسی‌شـــده برابربـــا 26/94 اســـت و بـــا مقـــدار یادشده همخوانی دارد (جدول 1).



شکل 9- جایگاه نمونه‌های آتشفشانی منطقهٔ گرمابدر در نمودارهای متمایزکنندهٔ محیط‌های زمین‌ساختی. A) نمودار سه‌تایی Ta- Th- Hf/3 برای تمایز بازالت‌ها (Wood, 1980)؛ B) نمودار سه‌تایی Zr- Y*3- Ti/100 برای شناخت جایگاه زمین‌ساختی پیدایش بازالت‌ها (Pearce and Cann, 1973)؛ C) انواع بازالت‌ها در نمودار Zr دربرابر Zr/Y (Pearce and Norry, 1979)؛ D) نمودار Ti/Y دربرابر Zr/Y (Pearce and Gale, 1977) برای شناخت بازالت‌های درون‌ورقه‌ای از بازالت‌های حاشیهٔ ورقه (E-MORB: Enriched Mid Ocean Ridge Basalts; N- MORB: Normal Mid Ocean Ridge Basalts; OFB: Ocean Floor Basalts; LKT: Low K Tholeiitic Basalts; CAB:Calc-alkaline Basalts; WPA:Within Plate Alkali Basalts)

همان‌گونه‌که پیشتر گفته شد، مرز میان سازند جیرود با سازند مبارک در اطراف دهکده جیرود در بخش‌های دربندسر تا گرمابدر، با یک افق ضخیم بازالت تیره رنگ شناخته می‌شود که نشان‌دهندۀ مرز ناپیوسته دونین- کربونیفر در این منطقه است. این سنگ‌ها که به‌صورت میان‌لایه برونزد دارند، از دیدگاه شیمیایی، در گروه بازالت‌های آلکالن جای می‌گیرند. تمرکز عنصرهای کمیاب در این سنگ‌ها که در شکل‌های 5- B. و 8- B نمایش داده شد، نشان‌دهندۀ نسبت بالای LREE/HREE و الگوی همانند بازالت‌های OIB است. در شکل 8- A، شیب الگوی عنصرهای خاکی با مذاب‌های آلکالن خاستگاه گرفته از گوشتۀ تهی‌نشده و کم و بیش ژرف همخوانی دارد (Zhou et al., 2009). نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی نیز با این نکته همخوانی دارند. شکل 8- B نشان‌دهندۀ خاستگاه گوشته‌ای غنی و نامرتبط با پهنۀ فرورانش برای نمونه‌های منطقۀ گرمابدر است. در شکل 8- A، نیز جایگاه درون‌ورقه‌ای این سنگ‌ها دیده می‌شود. ازاین‌رو، ماگماتیسم بازالتی دونین البرز مرکزی خاستگاه درون‌ورقه‌ای دارد و به سازوکار زمین‌ساختی کششی وابسته است. چنین مذاب‌هایی از ویژگی‌های ماگماتیسم پالئوزوییک ایران هستند و به‌صورت متناوب در زمان‌های اردویسین- سیلورین، دونین و پرمین فوران کرده‌اند (Stampfli, 1978; Berberian and King, 1981). جنبش‌های زمین‌ساختی در پالئوزوییک موجب بیرون‌ریختن ماگمای بازالتی شده است. بقایای فعالیت‌های آتشفشانی اردویسین تا پرمین از بخش‌های مختلف ایران، به‌ویژه شمال ایران، گزارش شده‌اند و شامل جریان‌های سیل، دایک و گدازه از آذربایجان (Alavi-Naini and Bolourchi, 1973)، البرز مرکزی (Assereto, 1963; Gaetani, 1965)، کوه‌های بینالود (Lammerer *et al.*, 1984)، آق‌دربند (Ruttner, *et al.*, 1991) و ایران مرکزی (Ruttner, *et al.*, 1968)، بازالت‌های سلطان‌میدان (Derakhshi and Ghasemi, 2013)، رباط قره‌بیل، جاجرم و اسفراین (Fathi, 1999)، شیرگشت (Derakhshi and Ghasemi, 2014)، سه کاشان (Ayati *et al.*, 2010)، ترود (Houshmand-Zadeh *et al.*, 1978)، جنوب بجنورد (Fathi, 1999)، جهق (Tabatabaimanesh *et al.*, 2009)، جنوب بهاباد (Balaghi *et al.*, 2010)، شمال شاهرود (Derakhshi and Ghasemi, 2014)، پل خاوند (Torabi and Hashemi, 2010)، سیاه‌بیشه (Delavari *et al.*, 2016)، منطقۀ جلفا (Delavari *et al.*, 2019)، جلال‌آباد کرمان (Vesali *et al.*, 2018) می‌شود. بررسی‌های Saccani و همکاران (2013) روی مجموعه میشو در شمال‌باختری تبریز نیز نشان دادند عملکرد پلوم گوشته‌ای در دونین پسین - کربونیفر پیشین فرایند کافت‌زایی قاره‌ای و بازشدگی پالئوتتیس در شمال‌باختری ایران را در پی داشته است. Ghorbani (1995) ماگماتیسم منطقۀ خوش‌ییلاق (پالئوزوییک پیشین) را پیامد فعالیت‌های زیردریایی و گدازه‌های درون‌ورقه‌ای می‌داند که در پی بازشدن پالئوتتیس پدیدار شده‌اند. Alavi (1996) برپایۀ تجزیه‌های سنگ‌شناختی، ساختاری و چینه‌شناسی روی سنگ‌های رخنمون‌یافته در سیستم کوهزایی البرز در شمال ایران، جایگیری توالی‌های ماگمایی دونین- کربونیفر روی توالی‌های قدیمی‌تر را پیامد مراحل بازشدن و شکسته‌شدن

پلـت‌فرم پالئوزوییـک آغـازین و گسـترش فـلات قـاره در دونین می‌داند.

Mehdizadeh Shahri (2008) گـــدازه‌هــــای بـــازالتی ســـلطان‌میدان و خـــوش‌ییلاق بـــه ســـن اردویســـــین (شـــــمال و شـــــمال‌خاوری ایـــــران) را نشـــانه‌ای از نیروهـــای کششـــی در پـــی کافـــت‌زایی پـــالئوتتیس و همچنـــین، صـــعود سســـت‌کره دانســـته اســـــــــت. Babazadeh و همکـــــــــاران (2011) زمین‌شـــیمی و زمین‌ســـاخت منطقـــۀ خـــوش‌ییلاق را نشـــان‌دهندۀ فعالیـــت یـــک کافـــت درون‌قـــاره‌ای در زمـــان ســـــیلورین- دونـــــین دانســـــته‌اند. برپایـــۀ بررســـی‌های زمین‌شـــیمیایی، ایـــن مجموعـــه سرشـــت تولـــه‌ایتی درون‌قـــاره‌ای دارد و در پـــی ماگماتیســـم کافـــت درون‌قـــاره‌ای در زمـــان ســـیلورین- دونـــین پدیـــد آمـــده اســـت. Deyhimi (2012) ماگماتیســـم بـــازالتی دونـــین در شـــمال شـــاهرود را بررســـی کـــرده اســـت و غنی‌شـــدگی از LREE، تهی‌شـــدگی نســـبی از HREE و مقـــدار بـــالای P و Ti را پیامـــد سرشـــت آلکـالن ماگمـای سازندۀ ایـن سـنگ‌هـا دانسـته اسـت. همچنـــین، در نمودارهـــای تمـــایز زمین‌ســـاختی، ایـــن ســنگ‌هــا در محــدودۀ بازالــت‌هــای درون‌ورقــه‌ای جــای می‌گیرنـــد کـــه بـــا جایگـــاه ســـازند ســـلطان‌میدان ســــــازگار اســـــت. Ghasemi و Kazemi (2013) ســـازند ابرســـج (اردوویســـین بـــالایی) را بخشـــی از پهنـــۀ البـــرز در نظـــر می‌گیرنـــد و برپایـــۀ بررســـی‌های زمین‌ســـاختی و زمین‌شـــیمی، ماگمـــای ســـازندۀ آن را بـــه محـــیط کافـــت درون قـــاره‌ای نســـبت می‌دهنـــد. Derakhshi و Ghasemi (2013) کمـــــــــــــپلکس ســـلطان‌میدان (اردویســـین بـــالایی- ســـیلورین) را بـــا شـکاف و فروپاشـی حاشـیه شـمالی گنـدوانا و توسـعۀ پالئوتتیس در شمال ایران مرتبط دانسته‌اند.

بـا ایـن وصـف دیـده می‌شـود برپایـۀ آنچـه پیشـتر توضـــیح داده شـــد ماگماتیســـم پالئوزوییـــک در بخش‌هـــای مختلـــف ایـــران (ماننـــد البـــرز، ایـــران مرکـــزی و ســـنندج- ســـیرجان) در زمان‌هـــای مختلفـــی روی داده اســـت و همـــۀ آنهـــا بـــا جایگـــاه زمین‌سـاختی کششـی یـا درون‌ورقـۀ قـاره‌ای تحلیـل شـده‌اند. ماگماتیسـم دونـین جیـرود کـه موضـوع ایـن پـژوهش اسـت نیـز برپایـۀ داده‌هـای زمین‌شـیمیایی عنصـرهای اصـلی و کمیـاب کـه بـه آن پرداختـه شـد از ایـــن داســـتان مســـتثنی نیســـتند و بـــا ســـناریوی ماگماتیســـم آلکـــالن درون‌ورقـــه‌ای ســـازگاری دارد. فـاز کششـی دونـین- کربـونیفر نـه تنهـا در البـرز مرکـــزی بلکـــه در منـــاطق دیگـــری ماننـــد شـــمال قـــزوین، ســـازند خـــوش‌ییلاق در جـــاجرم، کوه‌هـــای تـــالش در البـــرز بـــاختری و منطقـــۀ انـــارک در ایـــران مرکـــزی تـــوأم بـــا رخـــداد ســـنگ‌های آتشفشـــانی آلکـالن بازیـک بـوده اسـت (Berberian and King, 1981). ازآنجایی‌کـــه بخش‌هـــای گونـــاگون ایـــران (ماننـــد بلوک‌هـــای قـــاره‌ای البـــرز، ایـــران مرکـــزی و ســـنندج- ســـیرجان) در زمـــان پالئوزوییـــک و پـــیش از پیـــدایش اقیـــانوس نئـــوتتیس، همگـــی در حاشـــیۀ شـــمالی گنـــدوانا قـــرار داشـــته‌اند (Stampfli and Borel, 2002)، پـــس همســـانی ماگماتیســـم در آنهـــا کـه در واقـع پیامـد شـباهت جایگـاه زمین‌سـاختی و پیـدایش مـذاب اسـت، پدیـده‌ای مـورد انتظـار اسـت. ازایـن‌رو، بررسـی بازالـت‌هـای دونـین منطقـۀ جیـرود در تأییـــد یافتـــه‌های بررســـی‌های پیشـــین دربـــارۀ ماگماتیســم پالئوزوییــک کــه شــرح آنهــا در بــالا مــرور شـــد نشـــان می‌دهـــد وضـــعیت جغرافیـــای دیرینـــۀ حاشـــیۀ شـــمالی گنـــدوانا به‌صـــورت یـــک حاشـــیۀ غیرفعـــال بـــوده اســـت. در پالئوزوییـــک پایـــانی (پـــرمین)، جداشـــدن ســـرزمین‌های ســـیمرین (ماننـــد بلوک‌هـــای قـــاره‌ای البـــرز، ســـنندج- ســـیرجان و ایـــران

مرکزی) از حاشیهٔ شمالی گندوانا، پیدایش حوضهٔ اقیانوسی جدیدی (نئوتتیس) را در پی داشته است (Berra and Angiolini, 2014). از فرایندهای محتمل پیدایش این حوضهٔ جدید اقیانوسی، کشش سنگ‌کره‌ای در بالای پهنهٔ فرورانش با فرض سمت و سوی فرورانش پالئوتتیس به زیر حاشیه شمالی گندواناست. با وجود این، داده‌های شیمیایی ماگماتیسم پالئوزوییک پسین در بخش‌های گوناگون ایران مانند البرز (Delavari *et al.* 2016) یا سنندج- سیرجان (Alirezaei and Hassanzadeh, 2012) نیز با رویداد فرورانش پالئوتتیس به زیر حاشیهٔ شمالی گندوانا مخالف هستند و نشان می‌دهند شرایط زمین‌ساخت کششی حاشیهٔ غیرفعال تا پایان پالئوزوییک تداوم داشته است.

برداشت

ماگماتیسم دونین پسین البرز مرکزی در محدودهٔ گرمابدر به‌صورت یک افق بازالتی از سازند جیرود رخنمون دارد. از دیدگاه سنگ‌نگاری، این واحد از روانه‌های بازالت، تراکی‌بازالت و تراکی‌آندزیت و دیاباز با بافت افیتیک و ساب‌افیتیک به‌شکل دایک‌های تغذیه‌کننده ساخته شده است. میکروفنوکریست‌های پلاژیوکلاز، الیوین، کلینوپیروکسن و سانیدین کانی‌های اصلی سازندهٔ این سنگ‌ها هستند. از دیدگاه زمین‌شیمیایی، سرشت این سنگ‌ها، آلکالن سدیک و الگوی عنصرهای خاکی کمیاب بهنجارشدهٔ آنها به ترکیب کندریت و نیز نمودارهای چندعنصری بهنجارشده به ترکیب گوشتهٔ اولیه با مذاب‌های برخاسته از خاستگاه OIB بسیار همانند است. در نمودارهای تمایز زمین‌ساختی، این سنگ‌ها در گسترهٔ ترکیبی بازالت‌های درون‌ورقهٔ قاره‌ای جای می‌گیرند که رژیم زمین‌ساختی کششی درون‌قاره‌ای یا فعالیت پلوم گوشته‌ای در زمان دونین- کربونیفر در پهنهٔ البرز مرکزی (که حاشیه‌ای غیرفعال در امتداد مرز جنوبی پالئوتتیس بوده است) را نشان می‌دهد.

منابع

Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. Journal of Geodynamics 21: 1- 33.

Alavi-Naini, M., Bolourchi, M.H. (1973). Explanatory text of the Maku Quadrangle Map, Quadrangle A1, Scale 1:250, 000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J. (2012) Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj–Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran. Lithos 151: 122- 134.

Assereto, R. (1963) The Paleozoic formations in central Elburz, Iran (preliminary note). Rivista Italiana Paleontologia e Stratigraphia 60(4): 503- 543.

Ayati, F., Khalili, M., Noghreiyan, M. and Mackizadeh, M. A. (2011) Silurian magmatism in the Abyaneh- She area (Kashan- Central Iran). Journal of Science, University of Tehran 4: 21- 31.

Babazadeh, S., Mazaheri, A., Raghimi, M. and Rahimi, A. (2011) Petrography, geochemistry and tectonic setting of Khoshyelagh basaltic complex. 15th Symposium of Geological Society of Iran, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran.

Bagheri, S. and Stampfli, G. M. (2008) The Anarak, Jandaq and Posht- e- Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic ore- deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. Geological Society Special Publication 7: 14- 24.

Balaghi, Z., Sadegheian, M. and Ghasemi, H. (2010) Petrogenesis of the lower Paleozoic igneous rocks, south of Bahabad (Bafq, Central Iran): Implication for Rifting. Iranian Journal of Petrology 1(4): 45- 64 (in Persian).

Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18: 210- 65.

Berra, F. and Angiolini, L. (2014) The Evolution of the Tethys Region throughout the Phanerozoic: A Brief Tectonic Reconstruction. In: Petroleum systems of the Tethyan region (Eds. Marlow, L., Kendall, C. and Yose, L.) 106: 1- 27. AAPG Memoir.

Campbell, I. H. (2001) Identification of ancient mantle plumes. Geological Society of America, Special Papers 5- 22.

Clague, D. A. and Frey, F. A. (1982) Petrology and Trace Element Geochemistry of the Honolulu Volcanics, Oahu: Implications for the Oceanic Mantle below Hawaii. Journal of Petrology 23(3): 447- 504.

Condie, K. C. (2003) Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with time. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 4(1): 1- 28.

Condie, K. C. (2005) TTGs and adakites: are they both slab melts? Lithos 80(1- 4): 33- 44.

Delavari, M., Arab Asadi, F. and Mohammadi, A. (2019) Paleozoic magmatism in the southwest of Julfa (northwestern Iran): Geochemical characteristics, U- Pb dating and tectonic setting. Iranian Journal of Petrology 10(38): 99- 120 (in Persian).

Delavari, M., Dolati, A., Mohammadi, A. and Rostami, F. (2016) The Permian volcanics of central Alborz: implications for passive continental margin along the southern border of Paleotethys. Ofioliti 41(2): 59- 74.

Derakhshi, M., Ghasemi, H. and Miao, L. (2017) Geochemistry and petrogenesis of Soltan Maidan basalts (E Alborz, Iran): Implications for asthenosphere- lithosphere interaction and rifting along the N margin of Gondwana. Chemie der Erde 77: 131–145.

Derakhshi, M. and Ghasemi, H. (2014) Ordovician- Devonian magmatism in the north of Shahrood: implication for long-lived rifting of Paleotethys in eastern Alborz. Iranian Journal of Petrology 5(18): 105- 122 (in Persian).

Derakhshi, M. and Ghasemi, H. (2015) Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: magmatic evidence for Paleotethys development. Arabian Journal of Geoscience 8(2): 849–866.

Derakhshi, M. and Ghasemi, H. (2013) Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: Magmatic evidence for Paleotethys development. Arabian Journal of Geoscience 8: 849–866.

Deyhimi, M. (2012) the petrology and geochemistry of Devonian basic magmatism in Padha and Khoshyelagh formations in the North of Shahrood. MSc. thesis, University of Shahrood, Shahrood, Iran (in Persian).

Ellam, R. M. (1992) Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. Geology 20: 153–156.

Fathi, T. (1999) the petrology and geochemistry of lower Paleozoic volcanic roks in the North east of Iran (Shahrood, Robate gharabil, South Boujnord succession). MSc. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).

Fitton, J. G. (2007) The OIB paradox. Geological Society of America, Special Paper 430: 387- 412.

Gaetani, M. (1965) The geology of the upper Djajrud and Lar valleys (North Iran), II paleontology, brachiopods and mollusks from Geirud formation, Member A (Upper Devonian and Tournaisian), Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia 71(3): 679- 770.

Ghasemi, H., Kazemi, Z. and Taheri, A. (2012) Geochemistry and petrogenesis of the basalts of Abarsej formation (late Ordovician), eastern Alborz, north of Shahrood. Geochemistry 1(1): 12- 23.

Ghasemi, H. and Derakhshi M. (2008) Mineralogy, geochemistry and role of olivine mechanical separation in generation of Lower Paleozoic igneous rocks in Shirgesht area, NW of Tabas, Central Iran. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 16(2): 207- 224 (in Persian).

Ghasemi, H. and Kazemi Z. (2013) Tectonic setting and source characteristics of the Abarsej Formation igneous rocks (Upper Ordovician), eastern Alborz, north of Shahrood. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 21(2): 19- 330.

Ghorbani, Z. (1995) The petrology and geochemistry of lower Paleozoic magmatic rocks (Khoshyelagh region). MSc. thesis, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran (in Persian).

Haghipour, A., Taraz, H. and Vahdati Daneshmand, F. (1986) Quadrangle Map of Tehran, Scale 1:250, 000: Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Hashemi, H. and Tabe, A. (2009) Palaeoecology of the Geirud Formation at the Garmabdar stratigraphic section northeast Tehran. Iranian Journal of Geology 3(9):3- 14 (in Persian).

Houshmand- Zadeh, A., Alavi-Naini, M. and Haghipour, A. (1978) the evolution of geologic phenomenon in Toroud area (from Precambrian to present day). Report number H5, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Lammerer, B., Langheinrich, G. and Manutchehr- Danai, M. (1984) Geological investigations in the Binalud Mountains (NE-Iran). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen 269-277.

Macdonald, R., Hawkesworth, C. J. and Heath, E. (2000) The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. Earth Science Review 49(1–4): 1- 76.

Mattsson, H. B. and Oskarsson, N. (2005) Petrogenesis of alkaline basalts at the tip of a propagating rift: Evidence from the Heimaey volcanic centre, south Iceland. Journal of Volcanology and Geothermal Research 147(3- 4): 245- 267.

Mehdizadeh Shahri, H. (2008) Pre- rifting Evidence of Paleotethys in the Southwest of Shahrood, Northeastern Iran. World Applied Sciences Journal 3: 154- 161.

Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1971) Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. Earth and Planetary Science Letters 12: 339–349.

Pearce, J. A. and Gale, G. H. (1977) Identification of ore- deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. Geological Society, Special Publication 7: 14- 24.

Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 69: 33- 47.

Peate, D. W., Hawkesworth, C. J. and Mantovani, M. S. (1992) Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. Bulletin of Volcanology 55(1- 2): 119-139.

Reichow, M. K., Saunders, A. D., White, R. V., Al'Mukhamedov, A. I. and Medvedev, A. Y. (2005) Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo–Triassic Siberian Traps, Russia. Lithos 79(3- 4): 425- 452.

Rollinson, H. (1993) Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, UK.

Ruttner, A. W., Brandner, R. and Kirchner, E (1991) Geology of the Aghdarband Area (Kopet Dagh, NE- Iran). Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 38:7- 79.

Ruttner, A., Nabavi, M. H. and Hajian, J. (1968) Geology of the Shirgesht area (Tabas area, east Iran). Report Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Saccani, E., Azimzadeh, Z. Dilek, Y. and Jahangiri, A. (2013) Geochronology and petrology of early Carboniferous Misho mafic complex (NW Iran) and implication for the melt evolution of Paleo-Tethys rifting Western Cimmeria. Lithos 162–163: 264–278.

Srivastava, R. K. and Singh, R. K. (2004) Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. Journal of Asian Earth Sciences 23: 373–389.

Stampfli, G. M. (1978) Etude géologique générale de l'Elbourz oriental au sud de Gonbad- e- Qabus (Iran NE). PhD thesis, Université de Genève, Geneva, Switzerland.

Stampfli, G. M., Borel, G. D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. Earth and Planetary Science Letters 196: 17- 33.

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: Magmatism in ocean basins (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313- 345. Geological Society, London, UK.

Tabatabaimanesh, M., Mirlohi, A. and Torabi, G. (2009) Gochemistry and tectonic setting of Early Paleozoic volcanic rocks in Jahagh Valley (South of Kashan). Journal of Science, Kharazmi University 8(3): 241- 254.

Torabi, G. and Hashemi, F. (2010) Petrology of Devonian basalts from Pol- e- Khavand area (SE of Anarak, NE of Isfahan). Iranian Journal of Petrology 1(3): 29- 46 (in Persian).

Vahdati Daneshmand, F. (1997) Quadrangle geological map of east Tehran, Scale 1:00, 000: Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Valinasab Zarnagh, F., Moayyed, M., Jahangiri, A. and Azizi, H. H. (2020) Magma source and the evolution of Early Paleozoic (Silurian) metavolcanic rocks of Maku area (northwest of Iran): An evidence for Paleotethys drifting. Iranian Journal of Petrology. DOI: 10.22108/ijp.2020.121834.1166 (in Persian).

Vesali, Y., Esmaeili, D., Sepidbar, F. Sheibi, M. and Niroomand, S. (2018) Petrology, geochemistry and tectonic setting of alkaline mafic rocks in the Jalal Abad area in the NW of Zarand (Kerman Province): Evidence for Paleo-Tethys rifting in the Central Iran. Iranian Journal of Petrology 32:1-20 (in Persian).

Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist 95(1): 185- 187.

Wilson, M. (1989) Igneous Petrogenesis, A Global Tectonic Approach. Unwin Hyman, London, UK.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20: 325- 343.

Wood, D. A. (1980) The application of a Th- Hf- Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. Earth and Planetary Science Letters 50(1): 11- 30.

Xia, L., Xia, Z., Xu, X., Li, X. and Ma, Z. (2012) Middle Late Neoproterozoic rift- related volcanic rocks in China: Geological records of rifting and break- up of Rodinia. Geoscience Frontiers 3(4): 375 - 399.

Zhang, M., Yang, J. Sun, J., Wu, F. and Zhang, M. (2012) Juvenile subcontinental lithospheric mantle beneath the eastern part of the Central Asian Orogenic Belt. Chemical Geology 328: 109– 122.

Zhou, M. F., Zhao, J. H., Jiang, C. Y., Gao, J. F., Wang, W. and Yang, S. H. (2009) OIB-like, heterogeneous mantle sources of Permian basaltic magmatism in the western Tarim Basin, NW China: Implications for a possible Permian large igneous province. Lithos 113(3–4): 583-594.